

## KÖZETDENUDÁCIÓS, KARSZTGENETIKAI ÉS KRONOLÓGIAI KÉRDÉSEK A BÜKKBEN

DR. TÓTH GÉZA

### Bevezető

A hazai szakirodalomban kevés kísérlet történt a különböző magasságú mészkőfelszínek és azok karsztjelenségeinek abszolút és viszonylagos korának, kialakulási sorrendjének meghatározására. A barlangok kormeghatározásának elméleti és gyakorlati módszertani kérdéseivel foglalkozott és korszerű összegzést adott Kordos L. (1976). A közölt módszerek többsége abszolút kormeghatározást tesz lehetővé a barlangokban található üledékek, vagy képződmények alapján. E módszerek az üregek minimális korát adják meg. Ebből az fakad, hogy a fosszilis karsztos üregeink egy része jóval régebben képződött, mint a bejáratú szakaszában található legidősebb őslénytani leletek. *A tanulmány általánosságban fiatal képződményeknek tünteti fel a barlangokat, bár utal a felszínfejlődési, ösföldrajzi kép alapján feltételezhetően jóval idősebb barlangok, illetve fosszilis üregmaradványok lehetőségére.* Karsztos hegységeink korábbi geomorfológiai értékelései, esetenként kevésbé indokolt fejlődési szakaszai nem adtak támpontot a karsztjelenségek abszolút és viszonylagos kormeghatározásához. Ugyanakkor a speleokronológia eddigi adatai sem tudták megnyugtatóan alátámasztani a felszínfejlődés pliocén-pleisztocén szakaszát.

A barlangokban talált pleisztocén ősmaradványok, valamint Pinczés Z. korábbi (1968) következtetései a hegység pliocén végéig tartó fedettségéről *összehangzóan a pleisztocénba sorolták a hegység legmagasabban nyíló forrásbarlang maradványait is.*

Leél-Össy S. (1954) Láng S. (1954, 1964) a hegység legmagasabban fekvő barlangjait bizonyítékok felsorolása nélkül a pliocén végén kialakult karsztjelenségnek tekintette.

A karsztjelenségek korának ismerete igen döntő lenne a karsztos hegységek felszínfejlődési kérdéseinek tisztázásához. Jelen tanulmányban a *mésző és más kőzetek megközelítő lepusztulási üteméből teszünk kísérletet a Bükkben határozottan elkülönülő lepusztulási szintek* korának és karsztjelenségeinek meghatározására. A hegység lepusztulási szintjei az egykori forrásbarlangok képződési idejére adnak következtetési lehetőségeket. Az eddigi geomorfológiai munkák legtöbbször, klimatikus alapon értékelték, de a meghatározott felszínt adott korúnak tekintették, holott minden felszín a jelenig fejlődik. A statikus geomorfológiai kép helyébe klimatikus alapokon dinamikus, a fejlődést a jelenig értékelő, a fejlődést reális idővel számoló geomorfológiai szemlélet kell, hogy lépjen. E törekvéssel a *hegység egyengetett felszínei alapján igyekezünk korban differenciálni a karsztjelenségeket.* A hegység különböző korú lepuszt-

tulási szintjeit Hevesi A. (1978) tagadta, míg Schréter Z. (1954), Leél-Ossy S. (1954), Láng S. (1953, 1954, 1964), Frisnyák S. (1958, 1970), Pinczés Z. (1955, 1956, 1968, 1970, 1971, 1976, 1980), Pécsi M. (1960, 1963, 1967), Tóth G. (1975, 1976, 1979) felismerte, csupán kialakulásukban és korukban tértek el a vélemények.

A 950 m-es, a 870—850 m-es, a 700—650 m-es alapvető lepusztulási felszínek, valamint a hegységperem keskenyebb elegyengetett síkjai denudációs képződtek. E szintekre az egykori karszterózióbázisokra forrásbarlangok fakadtak, emellett víznyelők képződtek e szintek kialakulásával ugyancsak szingetikusan. Amennyiben meghatározzuk az elegyengetett felszínek korát, ezzel a karsztjelenségek kialakulására is támpontot kapunk. Ha a felszínfejlődést kőzetlepusztulási idővel számoljuk, geomorfológiai alapon szükségszerűen jóval szélesebb időskálát kapunk a karsztjelenségek korára, különösen ott, ahol 700—800 m-es szintkülönbség van egy hegységen belül a forrásbarlangok között. E szintkülönbségek — kivéve a peremi kiemelkedést — nem tektonikus mozgásokkal, hanem a hegység egészének emelkedése következtében kialakuló denudációs felszínekkel értelmezhetők. A több száz méter kőzet lepusztulása jelentős időt igényel, ez pedig a karsztjelenségek korát erősen differenciálja. Ismerve a hegység különböző szintű recens barlangjait, természetesen nem állítható fel egyszerű összefüggés a magasság és kor között.

A hegység pliocén végéig fedettnek nyilvánítása a karsztosodás kezdetét a pleisztocén elejétől feltételezhette. Újabban Pinczés Z. (1976, 1980) a karsztosodás kezdetét a Bükk felső és középső szintjének exhumálódó tönkfelszínén a pliocénra tette.

A Bükk legújabb geomorfológiai kutatási eredményei adnak lehetőséget, hogy megkíséreljük a karsztjelenségek felszínfejlődéshez kötött kormeghatározását a hegység területén.

*Karsztos hegységeink lepusztulási felszíneinek időbeli megközelítése könnyebbnek ígérkezik, mint a nem karsztosodó kőzetekből álló térszínek denudációs folyamatainak kronologizálása.*

Egy karsztos területen azonos időben számolnunk kell karsztkorróziós lepusztulással és vele egyidőben komplex kőzetdenudációs lepusztulással. Ez utóbbit a kőzet általános (nem mészkőhöz kötött) denudációs lepusztulási folyamatait értjük. A karsztkorrózió esetében elsősorban az éghajlatnak van döntő szerepe, míg a karsztos térszínek általános denudációs folyamatainál az éghajlat mellett a lejtőszög a legjelentősebb tényező. Értékelnünk kell a karsztos hegység lapos felszínein és a mélyben végbemenő oldódási folyamatokból meghatározható kőzetlepusztulást, valamint a meredek térszínek lejtőhátrálásából, pedimentációs folyamatokból, völgyképződésből származó kőzetvesztéseket. A mészkőhegységekben fellelhető egykori lepusztulási szinteket jelző karsztjelenségek segítséget nyújtanak a lepusztulási felszínek korábbi magasságának és korának meghatározásában. A karsztjelenségek megközelítő kialakulási ideje, pusztulása, azok egymásután következő nemzedékei az időmeghatározásban szintén segítségünkre lehetnek.

Külön kell figyelembe vennünk geomorfológiai elemzéseinknél:

1. karsztkorróziós folyamatokkal a mészkőfelszín areális lepusztulását;
2. karsztkorróziós folyamatokkal a felszín intenzívebb lokális lepusztulását; (pl. dolinaképződés)
3. a pedimentációs folyamatokat, lejtőhátrálást a mészkövön;

4. *völgyképződést* (epigenetikus völgyek, vízfolyásos mészkővölgyek);
  5. *karsztos és nem karsztos felszínek areális kőzetdenudációs különbségét*;
- E szempontok alapján adatokat kaphatunk a lepusztulás ütemére, továbbá mészkőhegységeink lepusztulási felszíneinek és részformáinak lehetséges kialakulási idejére.

## 1. A mészkőfelszínek lepusztulási üteme

A mészkőhegységek felszínfejlődése szempontjából egyik alapvető kérdés *a mészkő általános lepusztulási ütemét meghatározni egy közel sík felszínen* (karsztplató) tönkfelszínen, majd *meredek mészkőlejtőkön*.

Másik alapvető kérdés, hogy a helyileg intenzívebb karsztkorrózióval pusztuló *dolinák fejlődése* milyen ütemű és ebből korukra, hogyan következtethetünk. E kérdésekre megközelítő pontossággal felelni tudunk. A számításokat külföldi és hazai adatok alapján végezhetjük el a mai klímának megfelelően, de számításba vehetjük más klímaterületek karszt-denudációs értékeit, melyeket az előző földtörténeti korokba helyettesíthetünk be.

*Corbel* (1959) különböző klímaterületeken igyekezett a karsztos lepusztulás üteméről adatokat nyerni és ezekből kövekeztetéseket levonni a karsztkorrózió intenzitására. Véggkövetkeztetésével szemben ma már egyértelműen a trópusi területek javára dőlt el a kérdés. A részadatai közül néhány felhasználható. A karszt-denudációt  $\text{m}^3/\text{év}/\text{km}^2$ -ben adta meg. A karsztos lepusztulás *Corbel* adataiban megközelítően egyharmada a mélyben, kétharmada felszíni oldódásból tevődik ki. Ez az arány közel állhat a valósághoz, legalábbis a Bükkben, míg *Balázs D.* (1964) az oldásos kőzetlepusztulás nagyobb részét a mélyben feltételezte. Az aggteleki karszton  $15 \text{ m}^3/\text{év}/\text{km}^2$  oldott anyagot számolt, ebből  $6\text{--}7 \text{ m}^3$  a felszínről, a többi a felszín alól távozott, számításai alapján. *Corbel* (1959) szerint általánosságban  $0,04\text{--}0,08 \text{ mm}$ -rel pusztul le a mészkő az eltávozó oldott anyag alapján évente, ez  $40\text{--}80 \text{ m}^3/\text{év}/\text{km}^2$  értékkel egyenlő. Más típusú kőzetek  $0,2 \text{ mm}$ -es lepusztulása  $200 \text{ m}^3/\text{év}/\text{km}^2$  lepusztulást jelent.

*Láng S.* (1968) a mészkőfelszín lepusztulására  $10 \text{ m}/1$  millió év ütemet adott meg. Ez  $10 \text{ m}^3/\text{év}/\text{km}^2$  értékkel egyenlő, ( $0,01 \text{ mm}/\text{évi}$  mészkőfelszín lepusztulás). A különböző kőzetek lepusztulási ütemét az 1. sz. táblázat mutatja.

*Sárváry I.* (1970) zsombolygenetikai modelljének ismertetésekor a kialakulási idő és anyaghiány számításnál a lepusztulást 2 millió évnél véve, az adott dolina területéhez viszonyítva az anyaghiányt megadta. Ebből kiszámítható a lepusztult mészkővastagság, ez  $20 \text{ m}/1$  millió év, vagyis  $0,02 \text{ milliméter évi felszínlepusztulási ütemmel egyenlő}$ . A dolina alapterületén  $30 \text{ m}$ -es mélységű katlan és nagymélységű zsomboly keletkezett.

*Hazslinszky T.* (1974) az Alsó-hegy karsztvízháztartás adataiból számolva  $0,014 \text{ mm}/\text{évi}$  kőzetlepusztulást kapunk. Ebből a felszíni lepusztulás  $0,007\text{--}0,01 \text{ mm}/\text{évre}$  becsülhető. A központi Bükk területére *Tóth G.* (1980) karsztvízháztartás számításából kiindulva a távozó oldott anyag alapján  $28 \text{ m}^3/\text{év}/\text{km}^2$  lepusztulási értéket kapunk (felszínről és felszín alól). A források szállította kalciumkarbonát tartalmat átlagosan  $250 \text{ mg}/1$ -nek vettük a  $14\text{--}16 \text{ NK}^\circ$ -os karsztvizeknél. A további részletvizsgálatok a fenti eredményeket kis mértékben módosíthatják. *ÉNy-Yorksirei mészkőfennsík*on karrasztalok  $10\text{--}12\ 000$

Különböző kőzetekből álló lapos felszínek lepusztulásának becsült értékei (m-ben) kiemelkedésük esetén Láng S. szerint

Időszak, emelet	Absz. kor, millió év	Gránit	Gneisz	Kristályos pala	Triász mészkő	Júra, kréta, mészkő	Fliss	Kréta kori márga	Harmadkori laza márgaagyag	Lősz és hasonló laza kőzet
PLEISZTOCÉN	1	15	20	25	10	15	30	35	45	60
PLIOCÉN										
Levantei	1	30	40	50	20	30	60	70	90	120
Felsőpannon	4	90	120	150	60	90	180	210	270	360
Alsópannon	6	180	240	300	120	180	360	420	510	720
MIOCÉN										
Szarmata	3	225	300	375	150	225	450	525	675	900
Tortonai	3	270	360	450	180	270	540	630	810	1080
Helvétai	3	315	420	525	210	315	630	735	945	1260
Burdigáliai	3	360	480	600	240	360	720	840	1080	1440
Akvitáni	2	390	520	650	260	390	780	910	1170	1560
OLIGOCÉN	12	570	760	950	380	570	1140	1130	1710	2280
Átlagos lepusztulás, becsült értéke 1 millió évre m-ben		15	20	25	10	15	30	35	45	60

éves lepusztulása a tényleges 1500 mm-es csapadékot 1000 mm-re átszámolva a lepusztulás 0,028 mm/év értéket adott Balázs D. (1963). Más adatok: az oxfordi egyetem vizsgálatai 0,03 mm/év (1000 mm csapadék) lepusztulási értéket eredményeztek Észak-Skóciában. A Bécsi Speleológiai Intézet vizsgálatai a Dachstein-hegységben talaj nélküli területeken 0,01—0,15 mm, humuszos talaj jelenléte esetén 0,04 mm/év felszíni korróziót állapított meg. (2. sz. táblázat). Az ismertettett mészkőfelszín lepusztulási értékek megközelítőek. Az 1000 mm-re történő csapadékszámítás ugyancsak megközelítő, hiszen a csapadék mennyisége mellett évi eloszlása a párolgás és végső soron a beszivárgás adatait figyelembe véve lehetne az értékeket reálisabban megközelíteni. Nehéz megítélni, hogy pl. harminc százalékkal több vagy kevesebb csapadék milyen arányban növeli vagy csökkenti a karsztos lepusztulást. A dolinák területén a karszt-korróziós folyamat az átlagosnál gyorsabb. Hogy milyen ütemű a dolinaképződés, a mészkőfelszín általános lepusztulási adataiból következtethetünk, valamint az előbb részletezett dolinára számított lepusztulási példából. A 2. sz. táblázat tíz mészkőlepusztulási értéket közöl 8 szerzőtől. Ezek az adatok megközelítően érzékeltetik a karsztos felszínek mérsékeltövi mai lepusztulási gyorsaságát. Az adatok egy része 1000 mm csapadékra átszámítva szerepelt. Az oldott anyag átszámítását 1000 mm-re megközelítő jellege miatt kerültük. A Bükk hegység központi területéről 0,028 mm/év oldott anyag távozik (felszínről és felszín alól) 800 mm évi átlag csapadék mellett.

Mészköfelszínek lepusztulási értékei

2. sz. táblázat

Terület	Felszíni és felszín alatti lepusztulás értéke mm/1 év	Felszíni lepusztulási értékek mm/1 év zárójelben az évi csapadék	Adatszolgáltató
Írország ÉK-Sligó	0,04	0,016 (kb. 1500 mm)	Corbel J.
Általános adat	0,04—0,08	—	Corbel J.
Alsó-hegy	0,014	0,01 (700 mm)	Tóth G.
Általános adat	—	0,01	Láng S.
Aggtelek környéke	0,015	0,007 (600 mm)	Balázs D.
Központi-Bükk	0,028	0,015 (800 mm)	Tóth G.
ÉNy. Yorkshire (karrasztalok alapján)		0,028 (1000 mm)	Balázs D.
É-Skócia		0,03 (1000 mm)	Miss Marjoni M. Sweting
Dachstein hegység		0,01 (kopár) 0,04 (humusszal fedett) kb. 2000 mm	Fridtof Bauer
Alsó-hegy Töbör és zomboly- kioldás alapján felszínre számítva		0,02 (dolina területén) 700 mm 0,01 általában (feltételezett) a felszínen	Sárváry I.

A Központi-Bükk részadatai közül a karsztvízháztartás összetevői megnyugtató pontosságúak, de a forrásokon távozó oldott anyag mennyiségére nincs elegendő mérési adatunk. A pontosabb vizsgálatok után kapott értékek növelik vagy csökkentik majd az évi oldatban távozó kalciumkarbonát számított mennyiségét. A területről oldat formájában eltávozó anyag 0,028 mm/év. Ha kétharmadát a felszínről származtatjuk, 0,0186 mm/év a felszíni lepusztulás mértéke. Ha a felét számítjuk a felszín alatti oldásból, az eredmény 0,014 mm/év.

A Központi-Bükkre javasoljuk alkalmazni a 0,015 értéket, ez jobban megközelíti Balázs D. által az aggteleki karsztra megadott nagyobb mértékű felszín alatti oldás arányát is. A 0,015-ös érték valamivel több mint a fele az eltávozó oldott anyag egészének. (0,028 mm). Az Alsó-hegyre (átlagnál intenzívebben oldódó területekre) kapott *dolina* oldási értéket 0,02 mm/év lepusztulásnak kaptuk, nyilvánvalóan nem feltételezhetjük ugyanezt az értéket a Központi-Bükk egész felszínére, csupán a 25—30 százalékkal nagyobb csapadékból fakadóan.

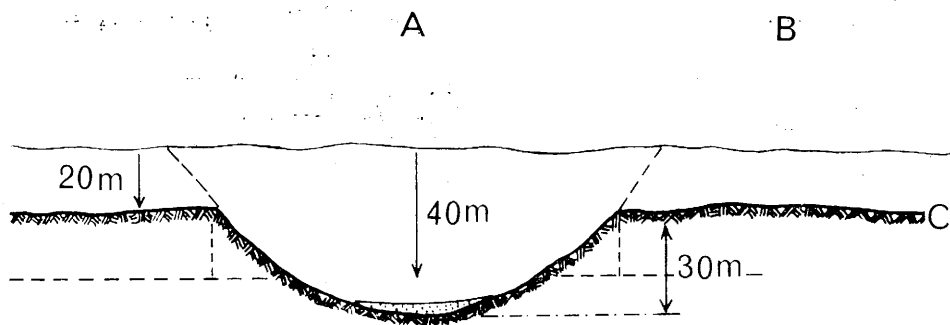
A 0,015 mm/év érték jól megközelítheti a valóságot. Kifejeződik a csapadék többlet, valamint az a véleményünk, hogy a Bükkben a felszíni oldás nagyobb hányad, mint a felszín alatti.

## 2. Dolinák képződési üteme, kora

Elfogadhatónak tűnt az ismertetett adatokból az a következtetés, hogy az Alsó-hegyen kétszer gyorsabb a dolinafejlődés az általános felszínlepusztulásnál.

Sárváry I. (1970) 2 millió év alatt olyan dolina-zsomboly anyaghiányt mutatott ki, ahol a dolina alapterületével számolva, 40 méteres felszín-lealacsonyodást kaptunk. (Közben a környezet is lealacsonyodott!) Ez a térfogat megfelel a 30 m mélységű dolina gömbsüveg térfogatának. Az Alsó-hegyre valószínűsített 0,01 mm/év felszíni lepusztulás egyenlő 10 m/1 millió év ütemmel. 2 millió év alatt 20 méter általános felszínlepusztulással azonosítható, ezzel szemben a dolina területén a lepusztulás számított értéke 20 m/1 millió év.

2 millió év alatt 40 m, míg ez idő alatt a környezet általános lepusztulása 20 m. Így kapjuk a kétszeres lepusztulási ütemből a mai dolina alapterülethez tartozó 20 m-es mélységet. Ez megközelítően 30 m-es tényleges gömbsüveggel (dolinamélységgel) egyenlő. 1. ábra.



1. ábra: A mészkőfelszín és egy dolina átlagos lepusztulási üteme hazai karsztjainkon  
Jelmagyarázat.

A = dolinafelszín

B = a dolina környezetében elhelyezkedő mészkőfelszín

C = a mai állapotra lealacsonyodott felszín

20 m = 2 millió év alatt a dolina környezetének lepusztulási mértéke

40 m = a dolina területén 2 millió év alatt a felszín lepusztulás értéke

30 m = a dolina mai tényleges mélysége, amely a kétszeres karsztkorrozíós sebességgel és a dolina gömbsüveg alakjával magyarázható.

Természetesen, ha a zsombolyt a dolinával együttképződő karsztjelenségnek tekintjük, annak anyaghiányát figyelembe kell venni és az eltávozó anyagmennyiséget erősen befolyásolja. Abban az esetben, ha a zsombolyokat egykori karsztperemi víznyelőknek feltételezzük a dolina fejlődése és anyaghiánya függetlenül, önállóan számolható. A karsztot befedő vízzáró takaró fokozatos

*A Bükk legmagasabb elegyengetett  
felszínei és kialakulási köre*

3. sz. táblázat

1. Geomorfológiai szint	2. A lepusztult kőzet vastagsága	3. Kialakulási kora	4. Kialakulása óta lepusztult kőzet	5. A lepusztulás hossza	6. Lepusztulás üteme	7. Karsztos képződmények
<i>I. 950-es tetőszint</i> Fennsík (938—959 m)	600—800 m laza üledék (miocén végétől a középső pleisztocénig)	A felső-kréta—alsó-miocén tönk kibontódott a középső pleisztocénra	A kibontódás óta lepusztult 20—30 m mészkő és 40—50 m vulkáni kőzet	A takarólepusztulás 8—10 millió év, alapkőzet lepusztulás 1—2 millió év	60—70 m/1 millió év miocén üledék lapos tönkfelszínen. Alapkőzet (mészkő) 10—20 m/1 millió év vulkáni kőzet 30—50 m/1 millió év.	1—3 millió éves víznyelők, forrásbarlangok. P <sub>1</sub> . Kis-kő-hát, Kőris-lyuk forrásbarlang, 1—3 millió éves dolinák magasra került kitöltött fenék. szintje.
<i>Bizonyítékok</i> 1. A Központi-Bükk középső részén meglepően azonos csúcsszint bizonyítja a tönkfelszín eredetét. 959—938 m. (A csúcs 950 m felett.) A fennsík szakirodalmi követelményének megfelelően a terület.	A miocén végétől kiemelkedő területen folytonos a kőzetlepusztulás. A miocén laza kőzetüledékeknek 10—12 millió év alatt folyamatosan denudálódni kellett feltehetően 50—70 millió év ütemmel. Ez adja a valószínűsített miocén takaró vastagságát.	A fennsík megmaradását a fedőkőzeteknek köszönheti. A fedőkőzetek lepusztulása és végleges letakarítódása 1—2 millió évvel ezelőtt történni kellett meg. Ezt bizonyítja a mészkövek és vulkáni kőzetek alig eltérő csúcsmagassága. A miocén üledékek kvarcscsémáinak gyakori előfordulása a fennsík mélyedéseiben és a P <sub>1</sub> felszínen.	A fennsík mészkő és vulkáni kőzetből álló hegyei kb. 1—2 millió éves lepusztulási különbséget mutatnak az eltérő kőzeteken, azok eltérő lepusztulási üteme alapján.	A takarómaradványok fellelhető foltjai a 850 m-es szinteken dolinákban és e felszínen bizonyítják az áthalmozódott miocén takarók folytonos, az utolsó 1—2 millió évig tartó lepusztulását.	A lepusztulás üteme a kőzetminőség alapján határozható meg. Felboltozódás óta rendelkezésre álló idő az eredeti takaró vastagságra utal.	A felső szint viszonylag késői kibontódása után a P <sub>1</sub> szintnél valamivel fiatalabb karsztos formakincs alakult ki. Feltételezhetően az üledékeken keresztül (fedett karszt) beszivárgott a csapadék egy része.
<i>II. 850—870 m-es felszín</i> (középső pliocén) P <sub>1</sub>	600—800 m laza üledék 100—120 m mészkőlepusztulás	Középső pliocén elegyengetett felszín 4—5 millió éves	30—50 m szálkőzet + a legmagasabb szintről áthalmozott üledék 100—150 m-es rétege	Saját takaró lepusztulása 5—6 millió év, az áthalmozódott takaró és alapkőzet denudációja 4—5 millió év.	100—150 m/1 millió év takarókőzet lepusztulás a felboltozódáskor, majd az áthalmozódott takaró 50—70 m/1 millió év ütemben denudálódik.	Legidősebb, 3—4 millió éves dolinamaradványok, víznyelők, forrásbarlangok pl. Tar-kő, Fekete-sár, Pes-kő barlang.
<i>Bizonyítékok</i> Azonos csúcsszinttel, a felszín érbeli elhelyezkedésével, továbbá forrásbarlangokkal bizonyítható.	A felboltozódó szálkőzet takarói intenzívebben pusztulnak le itt. 60—120 m/1 millió év szálkőzet lepusztulással számolhatunk a környezet szintjéig.	Kora a P <sub>2</sub> lepusztulási felszín felső-pliocénra valószínűsíthető, korához viszonyítva kb. 2—3 millió évvel idősebb.	Lassú továbbfejlődése a magasabb (fennsík) felszín felől áthordódó üledékek hosszú ideig tartó megmaradásával magyarázható. Ezért viszonylag kevés szálkőzet pusztult le a kialakulása után. Ugyanakkor jelentős a lejtőhátrálás a szabad mészkő felszínén a 950 méteres térszín rovására.	A szálkőzet tetőszinthez (950 m) viszonyított álag 80 m-es különbsége, valamint a forrásbarlangszint alapján kialakulása kb. 2 millió évre valószínűsíthető, a terület miocén takarójának lepusztulása után.	Az eredeti takarók gyorsabb lepusztulása a meredekebb lejtőkön törvényszerű. Az összes takaró és a P <sub>1</sub> felszín valószínű kialakulása adja a takarókőzetek lepusztulási ütemét. A szálkőzet lepusztulása az áthordódó miocén üledékek hatására gyorsabb volt. Az eltakart felszíneken pedig szünetelt átmenetileg a lepusztulás, karsztosodás.	Fedett, vagy részben fedett karsztot feltételezve a legmagasabb területen a fennsíkon, az onnan származó vizek a P <sub>1</sub> felszínre fakadva a legidősebb forrásbarlangokat alakították ki.
<i>III. 650—700 m-es P<sub>2</sub> felszín</i>	600—800 m laza üledék 0—200 m mészkő agyagpala areális lepusztulása	Felső pliocén 2,5—3,5 millió éves	Az agyagpalákon kb. 50 m, mészkövön 10—30 m, a felszín lepusztulás. A völgyekben 2—400 m agyagpala és mészkő vonalas lepusztulása ment végbe.	Kb. 2 millió év telt el a P <sub>1</sub> -ről a P <sub>2</sub> felszín kialakulásáig. Majd a 2,5—3 millió év areális és főleg vonalas lepusztulás következett a mai felszín kiformalódásáig.	P <sub>1</sub> denudációja P <sub>2</sub> felsőpliocén szintjéig a gyors kiemelkedés hatására 100—150 m/1 millió év kiemelkedési ütemet feltételezhetünk. 300—400 m-es kiemelkedés 2,5—3 millió év alatt. 100—200 m laza üledék és kb. 200 m agyagpala, mészkő lepusztulása valószínű. A klímának megfelelően völgyekkel tagolódik a felszín.	Felső-pliocén—alsó pleisztocén karsztjelenségek, forrásbarlangok 2,5—3 millió évesek. A 650—700 m-es karszterózióbázis szint pl. Kövesvár. E szintről bevágódó völgyek 550—500 m-es szinten alsó középső pleisztocén karsztjelenségeket alakítottak ki. (Odorvári barlangok)
<i>Bizonyítékok</i> Azonos csúcsszint agyagpalán és mészkövön. A lepusztulási felszín nagy területen bizonyítható a magasságok alapján. Körülveszi a hegység központi lemagasabb tömegét. Forrásbarlangok fakadnak e lepusztulási szintre. A pleisztocén völgybe-vágódások feltagolták.	A P <sub>1</sub> felszínhez viszonyítva a pliocén végéig a felszín kiemelkedésig és a vonalas erózióig le kellett pusztulni P <sub>1</sub> szintjéről a felszínnek megközelítően a mai 650—700 méter közélébe. A hegység központi és peremi területein a felboltozódástól függően 200—0 m kőzetvastagságnak kellett eltávozni, a mai formakincs bizonyítja.	Később már nem kedvezett a klíma a P <sub>2</sub> felszín méreteinek megfelelő elegyengetett felszín kialakulásához. Továbbá a pliocén végi, pleisztocén kiemelkedések keskeny peremi felszíneket és a P <sub>2</sub> felszín völgyeit formálták.	A fenti lepusztulási értékek a lenyesett felszín és agyagpala, valamint a mészkő területeinek tetőmagasság különbségéből és a kőzetek megközelítő lepusztulási üteméből következik. A völgybe-vágódás mértéke a kiindulási felszínhez, ill. azon futó sekély völgyekhez viszonyítva mérhető.	A képződött formakincs a P <sub>2</sub> elegyengetett felszín kialakulásától napjainkig a reálisan feltételezhető lepusztulási idő hosszát.	A P <sub>2</sub> felszínen, sőt a P és T felszín feltagolását eredményező pleisztocén klímahatások alatt állott. A pliocén végi pleisztocén kiemelkedés idején vonalas, a lepusztulás üteme gyors volt. 200—400 m mély völgyek vágódtak a P <sub>2</sub> felszínbe, ugyanakkor a völgyközi hálta — lepusztulási felszín maradványok — csupán néhány tíz métert alacsonyodtak.	A 650—700 m-től a mai völgytalpig a gyors kiemelkedéssel együtt, szinte folyamatosan képződtek a karsztvíznívó csökkenését jelző forrásbarlangok.

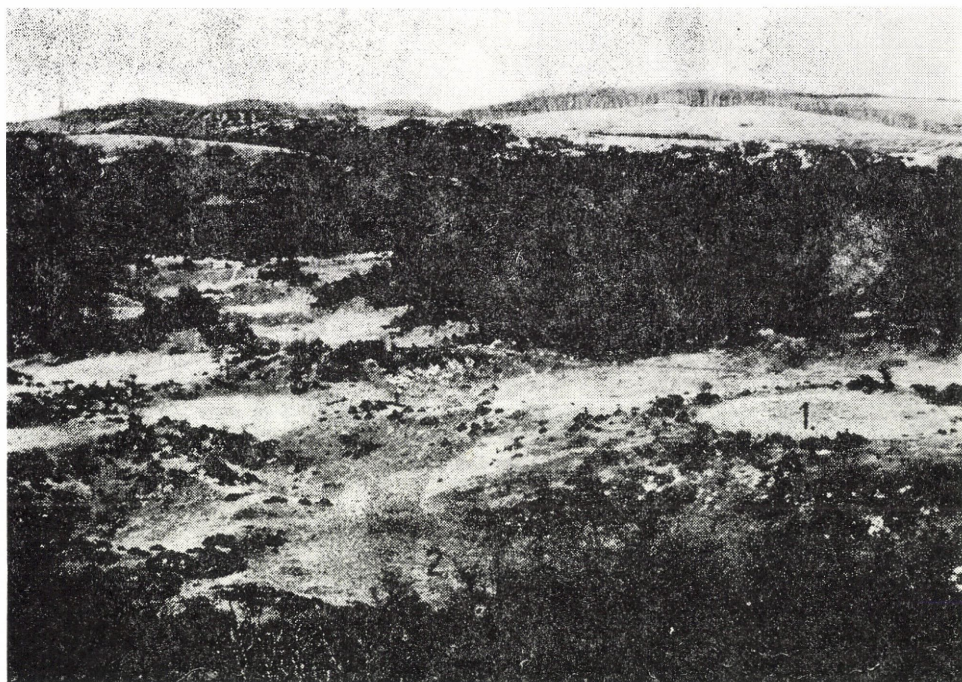




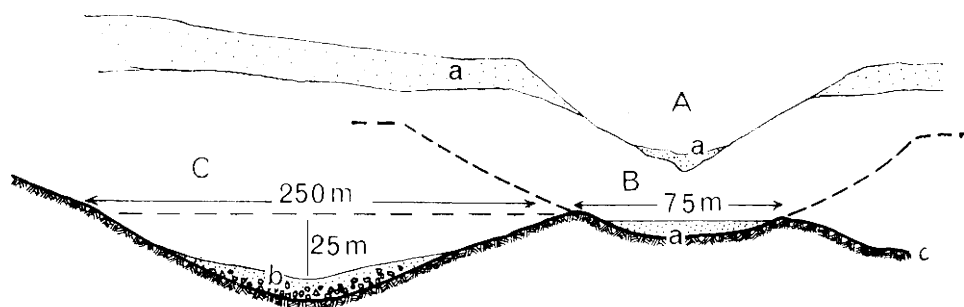
lepusztulása során annak pereme újabb és újabb víznyelőket alakított ki az Alsó-hegyen.

A számításban, ha elfogadjuk a 2 millió évet keletkezési időnek, a mészkő-felszínen 10 m/1 millió év lepusztulási ütem adódik. 20 m általános felszín-lepusztulás és a dolina méreteiből ez idő alatt az alapterülethez tartozó kétszeres lepusztulás 40 m, a gömbsüveg formában 50 m. Ez adja a dolina mai 30 m-es mélységét a környezethez viszonyítva. Az alsó-hegyi példa alapján *kedvező dolinaképződési feltételek esetén helyileg megkétszereződhet az adott mészkő-felszín lepusztulásának a gyorsasága*. Ennél jóval nagyobb ütemű korróziós folyamatokat hazai talajjal borított karsztjainkon jelenleg nem tételezhetünk fel. Az általános felszínlepusztuláshoz képest háromszoros ütemű dolinaképződés 2 millió év alatt 50–60 m mélységű dolinát mélyítene. Abban az esetben, ha a dolina vastag üledékekkel töltődik ki lecsökken, vagy megáll a korróziós folyamat (Zámbó L. 1970, Jakucs L. 1971). Ilyen módon inaktívvá vált vízzáró üledékekkel fedett, karsztos felszínek (dolina fenék) a Bükkben és az Alsó-hegyen is találhatóak. (2. ábra, 1. fénykép.) Ezek kitöltő anyagának áthalmazása szükségszerűen bekövetkezik a környezet túlmélyült dolinái felé. E fosszilis dolinamaradványok igen időssek is lehetnek.

Sokszor a dolinafejlődés üteméről és idejéről jó tájékoztatást adnak a recens dolinák környezetében megmaradt dolinafenék maradványok, a „*karszt konzervált részletei*”. Mindezek alapján kitűnik, hogy a nagyméretű dolinák



1. fénykép: A Fekete-sár-rét párhuzamosan futó dolina sorai  
Középen idős fosszilis dolina (1) mellette recens dolina (2) (A szerző felvétele)



2. ábra: A Bükk hegység területén a Fekete-sár-réten elhelyezkedő Mohos-töbör és a tőle K-re fekvő fosszilis dolina K—Ny-i metszete

Jelmagyarázat.

A = korábbi felszín jelentős miocén takarókkal, azon kifejlődött epigenetikus völgygel

B = az epigenetikus völgytalpon képződött dolina, erősen lepusztult maradványa

C = az egykori epigenetikus völgy tengelytől Ny-ra képződött fiatalabb recens dolina

a = miocén takaró

b = pleisztocén üledékek és törmelékek

c = mai felszín

nem olyan fiatal képződmények, ahogy azt általánosságban feltételezték, a környezetükben magasabban fekvő dolinafenék pedig legalább még egyszer olyan idősek tartható. Egy 10 méter mély dolina az átlagos felszínlepusztulásnál háromszor gyorsabb ütemű karsztkorrózió esetén is kb. félmillió éves. A dolinák keletkezésénél hangsúlyozni kell a környezet általános felszínlealacsonyodását és csak a dolina területén érvényesülő különbség vezet a dolina mélyüléséhez. A mészkő korábbi pliocén és pleisztocén lepusztulása, esetenként lényeges intenzitás különbségeket mutathatott. A pliocén második fele és a pleisztocén a mai klímához hasonlítva nagyrészt kiegyenlítette egymást karsztosodási tekintetben. A pliocénban intenzívebb, a pleisztocénban valamivel szerényebb ütemű felszíni karsztosodással kell számolni.

### 3. A mészkőlejtők lepusztulási üteme

Az areális korróziós mészkőlepusztulást és a dolinaképződést közel sík mészkőfelszínen (tönkfelszíneken) kell elképzelnünk. Ugyanakkor szükséges meredekebb, önmagukkal párhuzamosan hátráló lejtők lepusztulási folyamatait is számításba venni. A mészkőnél a pliocénban az aprózódásos lepusztulás kisebb mértékben kapott szerepet, a pleisztocén denudációs folyamatok pedig már csak a kialakult lepusztulási felszínek hegység felőli meredekebb lejtőjét, illetve dolina oldalakat támadták és faragták tovább. Az eljegesedések a lejtőhátrálásoknak, dolinaszélesítésnek kedveztek. Az interglaciális pedig a dolina mélyülése szempontjából voltak jelentősek.

Elsődleges kérdés, hogy a pliocén felboltozódás hogyan formálta át a Központi-Bükk legmagasabb elegyengetett felszíneit. Véleményünk szerint a kiemelkedő Bükk-fennsík hosszú ideig (középső pleisztocén) megőrizte a miocén

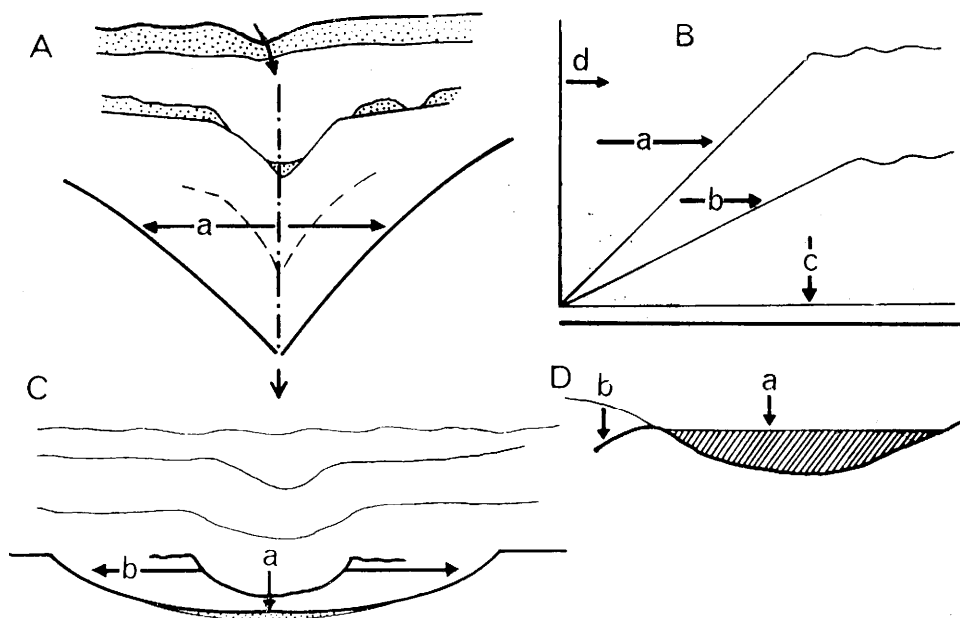
takaró maradványait. A legmagasabb központi részt övező 850—870 m-es *lepusztulási felszín síkját a pedimentáció*, továbbá az áthordódó miocén, üledékek, az északról származó agyagpala kvarcait stb., valamint a helyben képződő tűzkő törmelékek (tűzköves mészkő oldási maradéka) *eróziós tevékenysége* majd a szabaddá váló mészkőfelszínek intenzív *korrozíós folyamatai*, végül a pleisztocén *periglaciális hatások* alakították. A felboltozódás következtében (pliocén első fele) a magasabb pliocén felszín ( $P_1$ ) környezetében, valamint a tönkfelszín tetején még a takaróközetek eredeti vagy áthalmazódott formában jelen voltak. A hegység 850—870 méteres lepusztulás-felszíne ( $P_1$ ) és a fölé emelkedő fennsík (T) olyan térbeli, felszínalaktani kapcsolatban vannak, amely érzékelteti a magasabb térszín felől az anyagáthordást. A kb. 100 méteres szintkülönbség kialakításában a két elegyengetett felszín (T és  $P_1$ ) között a sugaras vízrendszer anyagáthordó-eróziós tevékenységét, majd hosszú időn át napjainkig karszt-denudációt és lejtőhátrálást tételezhetünk fel. A *lepusztulási felszínek meredek peremlejtői a pleisztocénban hátráltak* kifagyásos törmelékeket hátrahagyva, illetve azok vándorlásával a mélységi karsztjelenségeket (víznyelők) sokszor színig kitöltötték.

Felmerül a kérdés, milyen ütemben hátrált a pliocén végétől egy 10—20 fokos mészkőlejtő és milyen mértékben a jóval meredekebb vagy helyenként függőleges mészkőfal, ezen keresztül mennyire helytálló a Központi-Bükk belső formarendszerének lejtőhátrálásra alapozott geomorfológiai formakincs értelmezése. Kiindulásnak két lehetőségünk van, csupasz nagymeredekségű mészkőfalat képzelünk el, vagy pedig lankásabb talajjal, növényzettel borítottat. A kopár, meredek lejtők, sziklafalak főleg aprózódással, kifagyással hátráltak, míg a talajjal, növényzettel fedettek elsősorban karsztkorrozíóval fejlődtek, a folyamatok egymást váltogatták a pleisztocén klímaváltozások alatt. A függőleges vagy közel függőleges sziklafalak hátrálási üteme kedvező rétegvastagság és rétegdőlés esetén kis mértékű lehetett.

A *felső pliocénig* a mai 650—700 méteres lepusztulási felszín elődjének kialakulásáig *a felszínt túlnyomóan areális lepusztító folyamatok egyengették el*. Ezen a völgyek sekélyek lehettek. A pliocén végétől számolhatunk a pleisztocénban domináló vonalas erózióval, amely a hegység általános kiemelkedésétől támogatva, gyors ütemben felszabdalta a második pliocén elegyengetett felszínt. ( $P_2$  650—700 m.) A Központi-Bükk területén a magasabb tönkfelszín-maradvány és a környezetében a régebbi  $P_1$  850—870 m-es pliocén lepusztulási felszín Nagy-mező—Fekete-sári öblözetének oldalain száz méteres szintkülönbséget és viszonylag meredek lejtőket találunk. Ezeknek a belső lejtőknek és a mai fennsíkot határoló külső lejtők *jelentős pleisztocén hátrálásával* számolnunk kell.

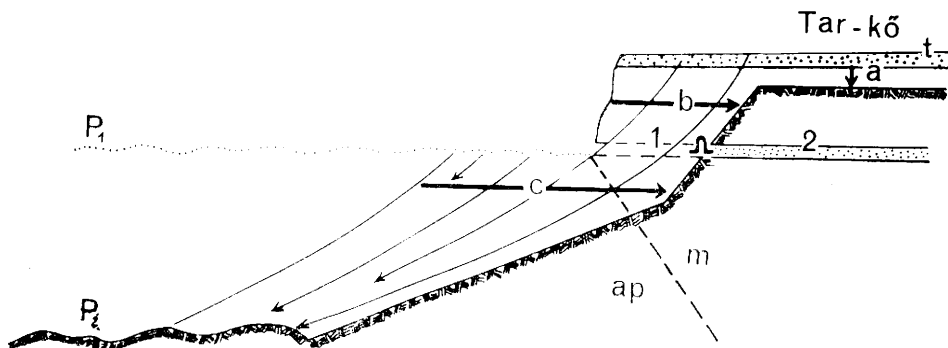
Ugyancsak mérlegelhetjük a pliocén végétől *idegen eróziós hordalékkal mészkővön bevágódó völgyek oldalainak hátrálását*. Az előbb ismertetett lejtők változó intenzitással állandóan pusztulnak. Üteme hasonlítható egy dolina oldal pusztulásához. A töbörfenék korrozíós süllyedése következtében az oldalak növekvő relief energiával kétszer-háromszor esetenként 8—10-szer olyan gyorsan pusztultak a vizsgált időszakban, mint a dolinafenék. A dolinák többségénél a mélységi és átmérő méretek ezt alátámasztják. A fejlődés egy szakaszában a dolinafenék már akkumulálódó területté válhat, szemben az oldalakkal. A pleisztocén fagyhatások a dolina meredek, sokszor csupasz sziklás oldalait jelentősen pusztították, míg az agyagos dolinafenék mélyülési üteme

lelassult vagy megállt. A dolinák asszimetrikus formái a mikroklimatikus, kitérési, bioszférikus okokra visszavezethetően alakultak ki *Jakucs L. (1971)*. Az előbbieket alapján a dolinaoldalak és mészkőlejtők hátráló lepusztulási ütemét számításba véve, a folyamatokat a Magas-Bükkre és a pleisztocén glaciálisokra értelmezve kb. 8–10-szer gyorsabb lepusztulást feltételezhetünk közepes mészkőlejtőkre, mint a felboltozódó lapos tönkfelszín területére. Egy meredekebb mészkőlejtőn pl. a fennsík déli peremén 10–12-szeres ütemű felszínlepusztulást (lejtőhátrálást) tekinthetünk elfogadhatónak, szemben a közel vízszintes felszínek lepusztulásával. Szám adatokkal behelyettesítve a mészkőlejtőkön a következő értékeket kapjuk: A meredek lejtőkre 100–120 m/1 millió év lejtőhátrálást számíthatunk, közepes lejtőre 60–100 métert. Ugyanakkor a függőleges mészkőfalak hátrálása a mészkőszurdokok adatai alapján esetenként igen kismértékű lehet, 10–30 m/1 millió év. (3., 4. ábra.)



3. ábra: A mészkő lepusztulási üteme vízszintes és különböző meredekségű lejtőkön  
Jelmagyarázat.

- A = epigenetikusán mészkőre öröklődő völgy fejlődése
  - a = 100–120 m/1 millió év völgyoldal hátrálási ütem
- B = különböző meredekségű mészkőfelszínek lepusztulási üteme
  - a = 30°-nál meredekebb lejtőkön 100–120 m lejtőhátrálás (1 millió év)
  - b = közepes lejtők 60–100 m/1 millió év lejtőhátrálás
  - c = vízszintes vagy enyhe lejtő 10 m/1 millió év felszínpusztulás
  - d = függőleges mészkőfalak kedvező kőzetszerkezet (vízszintes vagy befelé dőlő) esetén kismértékű 10–30 m/1 millió év között
- C = dolinafejlődés
  - a = mélységi irányba 20 m/1 millió év ütemmel
  - b = oldalirányba 60–100 m/1 millió év
- D = erősen feltöltődött dolina fejlődési üteme
  - a = vastag, agyagos üledék esetén konzerválódik a karsztos felszín
  - b = 20 m/1 millió év vagy annál nagyobb felszínlepusztulási ütem



4. ábra: A Kézvölgy-Bükk déli peremének hátrálási üteme a Tarkő-kő déli előterében  
Jelmagyarázat.

$P_1$  = 850—870 m-es idősebb pliocén lepusztulási-felszín

$P_2$  = 650—700 m-es fiatalabb pliocén lepusztulási-felszín

a = a mészkőfelszín általános lepusztulási üteme 10 m/1 millió év

b = a mészkőfelszín lepusztulása meredek lejtőn (kb. 100—120 m/1 millió év lejtőhátrálás) ezzel a Tarkő-barlang első szakasza elpusztult a pliocén és a pleisztocén üledékeivel együtt.

A vizsgált területen a meredek mészkőlejtő hátrálására rendelkezésre álló idő 3—4 millió év.

C = lejtőhátrálás agyagpalán (pedimentáció).

ap = agyagpala

m = mészkő

l = a  $P_1$  felszínre futó Tarkő-barlang lejtőhátrálás során lepusztult része

2 = Tarkő-barlang eltömődött járata

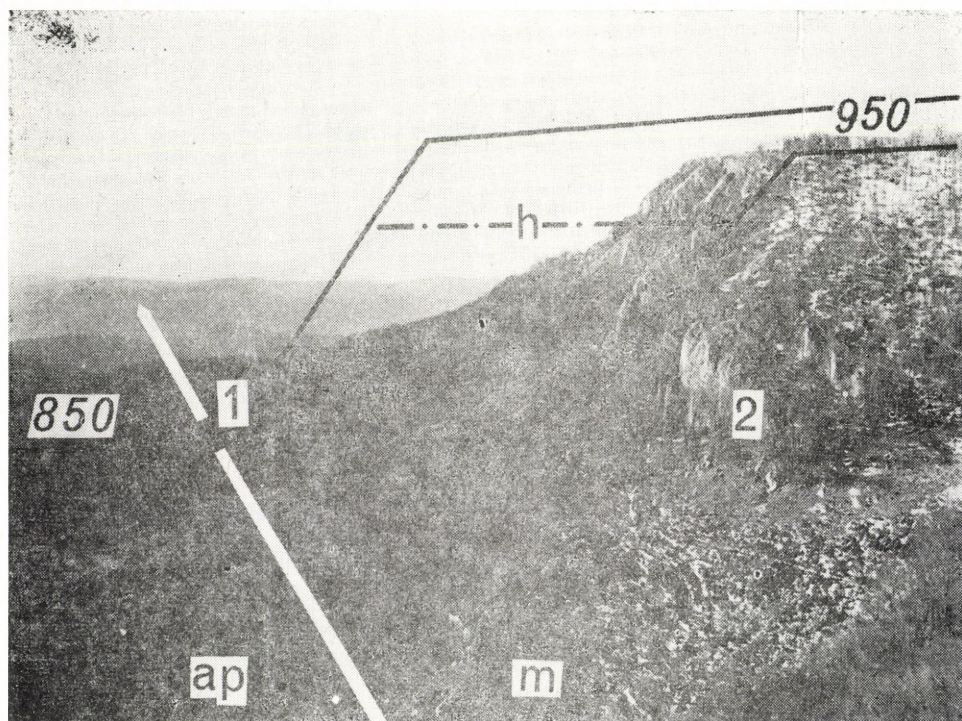
t = miocén takaró

#### 4. Völgyoldalak hátrálása

Az előzőekben körvonalazott mészkőlejtő hátrálás hogyan alakul számszerűleg a hegység legnagyobb túlnyomóan mészkőbe bevágódott völgyoldalainál? A hegység pliocén végére kialakult elegyengetett felszínein a mészkőre epigenetikusán átvésődött völgyek mélyülése a pleisztocénban meggyorsult. E völgyekben számolhattunk vízfolyásokkal, sőt karsztidegen erodáló anyagokkal és a karsztvízfelület közelségével a völgytalphoz viszonyítva, vagy helyenkénti karsztvíz felfakadással is. A legnagyobb völgyekben (Garadna, Szinva, Hór) ma is e fejlődési törvényszerűségek érvényesülnek. Ezek alapján eróziós völgymélyülés és főleg areális völgyoldal lepusztulás folyik. A meredek völgyoldalak komplex denudációs folyamatokkal (karsztdenudáció, krioplanáció, gravitációs tömegmozgások) pusztultak és pusztulnak ma is. Ennek eredménye előrehaladottabb stádiumban meredek egyenes tagolatlan lejtőkkel jellemezhető. A közepesnél meredekebb lejtők általában sziklafalakkal, lépcsőkkel, sziklatornyokkal tagoltak, míg a laposabb és egyben idősebb lejtők egykori pozitív és negatív formái már elplanálódtak. A bükki völgyek egy pliocén kiindulási felszínbe ( $P_1$  vagy  $P_2$ ) vágódó sekély folyóvölgyhöz viszonyítva a bevágódás következtében egyre hátráló (lepusztuló) völgyoldalakkal érték el a mai szélességüket. A pliocén pleisztocén fokozatos kiemelkedés következté-



ben a völgyek nagyrészt kiegyenlített esésgörbéje a völgy hosszának nagy részén kiegyenlített lejtésű völgyoldalakat képezett. Kivéve a hegységperemet, továbbá egyes völgyszakaszokat, ahol jelenleg is szurdokos jellegű völgyfenékel találkozunk. E szakaszok az egész völgy hosszához és keresztmetszetéhez viszonyítva, általában szerény méretűek. Kronológiailag felmerül a kérdés, milyen idők a fő völgyek, és méretük hogyan áll kapcsolatban az előzőekben meredek mészkőlejtőkre megállapított lejtőpusztulási idővel és ütemmel. *A legjelentősebb völgyek a 650—700 méteres pliocén elegyengetett felszínen fő irányaikban már léteztek, sőt néhány völgyirány az első pliocén elegyengetett felszínről öröklődött át. Kezdetben e sekély mélyedések lapos völgyoldalakkal futottak, majd fejlődésük, bevágódásuk a pleisztocénban felgyorsult. Ha 4—5 millió évre becsüljük e völgyek fejlődését (Hór, Szinva, Garadna, Vöröskő) és összevetjük a mészkőlejtők előbb meghatározott hátrálási ütemével, jó összhangot kapunk.*



2. fénykép. A Tarkő és előtere. A Tar-kő barlanggal

*h* = hátráló mészkőlejtő

*1* = a Tar-kő-barlang egykori nyílása a 850—870 m-es denutációs felszín magasságában

*2* = a Tar-kő-barlang leszerelt járatának jelenlegi kezdete *ap* = agyagpala

*m* = mészkő

(A szerző felvétele)

*Néhány völgyisélesség mészkövön:* Hór-völgy (Odor-vár Nagy-Csákánynál) 1,2 km, Garadna (Magas-kő vonalában) 1,6 km, Szinva 1,1 km, Vöröskő-völgy 1,0 km, Leány-völgy 0,8 km, Mexikó-völgy 0,8 km, Balla-völgy 0,9 km, Lusta-völgy 1,4 km. Ezek az adatok a völgy kezdeti magasabb középvonalától 0,4—0,8 km lejtőhátrálást jelentenek. A felsorolt völgyek jelentős szakaszon agyaggpala és más nem karsztosodó kőzetekből állanak, ezeken a kőzeteken a völgyképződési folyamat gyorsabb, ütemesebb lepusztulásuk következtében. Gyorsítják a szomszédos mészkő völgyszakaszok letarolódását. Ezt is figyelembe véve megerősítettnek tekinthetjük az előzőekben megállapított kb. 100—120 méter/1 millió év ütemű hátrálást meredek mészkőlejtőkön, illetve közepes lejtőkön a 60—100 méteres lejtőhátrálást. (3. ábra.) A nagyobb érték a mély völgyekre, míg a kisebb érték a Központi-Bükk laposabb hátráló lejtőire érvényes. Ebből a legnagyobb völgyek korára 4—6 millió évet kapunk, ezt az értéket a völgyek nem mészkő területeinek folyamatgyorsító szerepét is beszámítva 3—5 millió évre redukálhatjuk. Ugyancsak reálisan értékelhető ezek alapján, a Nagy-mező Fekete-sári-öblözet enyhe és közepes lejtőkkel történő hátrálása, kiterjedése és kapcsolata a régebbi pliocén elegyengetett felszínnel. A tényleges Bükk-fennsík (950 m-es tetőszint) a peremlejtők hátrálása következtében e területen feltagolódott. A kronologizálást nehezíti, hogy a tönkfelszint *fedő kőzetek lepusztulásával együtt fejlődtek* a lepusztulási szintek és azok hátráló lejtői. Ezt bizonyítják a bércek fokozatosan alacsonyodó gerincei is. (3. fénykép.) A miocén végi pliocén elejei kiemelkedés, felboltozódás első 4—5 millió évét a fedő kőzetek részleges lehordására, elvékonyodására a felboltozódás oldalain a kibukkanó szálkőzetek denudációjára számíthatjuk. Az *idősebb pliocén elegyengetett felszín kialakulását legvalószínűbb megközelítéssel 4—6 millió évvel ezelőttre tehetjük.* A további kiemelkedések hatására fejlődésnek indult és kialakult a második pliocén lepusztulási felszín a pliocén végéig.

A 950 m-es mai legmagasabb szintről folyamatosan lehordódó fedőkőzetek hatására helyenként újból fedetté vált az első pliocén felszín. A miocén fedőkőzetek maradványai éppen e felszín területén találhatók meg ma is áthalmozott állapotban. A hosszú ideig tartó lefedettségét azzal is bizonyíthatjuk, hogy kialakulási kora óta csak kis mértékben alacsonyodott le. Tehát az áthalmozott fedőkőzetek viszonylag késői távozására és azt követő helyi karsztdenudációs lealacsonyodásra gondolhatunk a P<sub>1</sub> felszínen. A felszín részleges fedettségével, sőt újabb takarók érkezésével egyidőben a 950 m-es szint és a mai 850—870 m-es szint között a csupasz mészkőlejtők hátrálása akadálytalanul folyhatott.

## 5. A hegység lepusztulásfelszíneinek kora a takarókőzetek, a karsztosodó és nem karsztosodó kőzetek eltérő lepusztulási üteme alapján

Láng S. (1968) adatait felhasználva az agyaggpálák lepusztulási ütemét a felboltozódó térszincen kb. 50 m-nek vehetjük 1 millió év alatt. A hegység tönkfelszínét borító homokos tufitos törmelék, feltehetően gyorsabban, 60—70 méter 1 millió év értékkel pusztulhatott le. Kérdés, hogy a miocén legvégén, a pliocén első felében a kiemelkedés hatására mennyi miocén üledék pusztult le



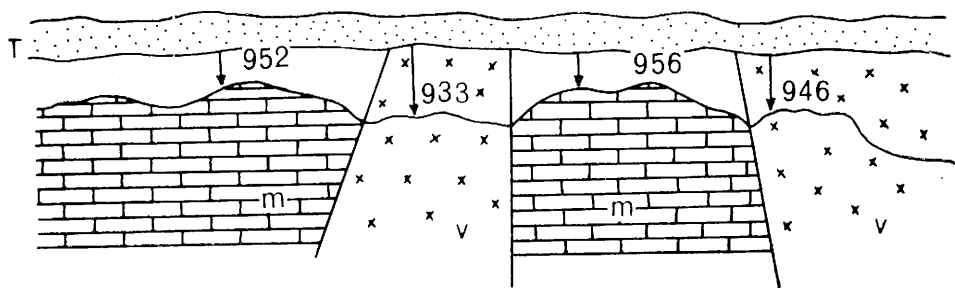


3. fénykép

A Bükk-fennsík denudációs bércei  
a fasor a Mély-sár völgyet jelzi, mögötte a Mély-sár-bérc Nagy-kő-hát—Büszkés-hegy látható  
(A szerző felvétele)



a hegység tönkfelszínéről. A pliocén közepéig 5—6 millió év alatt legalább 3—400 méteres üledék lehordódása végbe mehetett. Fel kell tételeznünk, hogy a mai 950 m-es tetőszintű fennsík még a 850—870 méteres középső pliocén elegyengetett felszín kialakulása idején is nagyrészt fedett volt és az északi magasabb háttérből (a terület kiemelkedése ÉENy-on a legerősebb) takaró és karsztidegen (agyagpala, kvarcit stb.) törmelékek érkeztek. A Magas-Bükk takarómaradványai a pleisztocén folyamán még szerepet kaptak az északra irányuló keskeny obszekvens szurdok völgyek (Istállóskő északi völgyei, Leány-völgy, Ablakoskő-völgy) kialakításában. A fennsík peremén a Küllő-hegy DNy-i lábánál a Kis-kő-hát keleti peremén a Fekete-sár-réten tehát a középső pliocén lepusztulási felszín belső (hegység felőli) oldalán megmaradtak ezek a miocén üledékek. Ebből az a következtetés adódik, hogy a tönkfelszín megmaradt darabján a fennsíkon és főleg annak északi részén az idegen takaróközetek utolsó maradványainak teljes lepusztulásáig 8—10 millió év telt el, tehát a közelmúltig számolhatunk miocén takaró foszlányokkal. A lepusztulási idő pedig a miocén üledékek tekintélyes vastagságára utal. A feltűnően azonos tetőszint, a szűkebb értelemben vett fennsíkon 7 tető és magaslat 950 m fölé, 29 tető és magaslat 925 m fölé emelkedik, ez szintén azzal magyarázható, hogy a tönkfelszín e része csak fiatalon (1—2 millió év) szabadult meg a „konzerváló” szerepet betöltő miocén üledékektől. Az előbbieket bizonyítja az északi peremen található porfiritek kis szintkülönbsége az állékonyabb mészkőhöz viszonyítva. Csupán 10—20 méterrel alacsonyabbak a porfirít tetők mint a szomszédos mészkő magaslatok. (5. ábra.) A takarófoszlányok késői megmaradása csak a tetőszintre vonatkozik, a közbülső területek denudációja jóval hosszabb folyamat. Ez azt jelenti, hogy közben fejlődhetett epigenetikus és karsztdenudációs a környező lepusztulási szintek felé a terület völgyhálózata.



5. ábra: A Bükk-fennsík triász mészkőből és vulkáni eruptivumokból álló hegyeinek közel azonos tetőszintje

Jelmagyarázat.

946 m = Borovnyák

956 m = Bálvány

933 m = Nagy-István-erőse

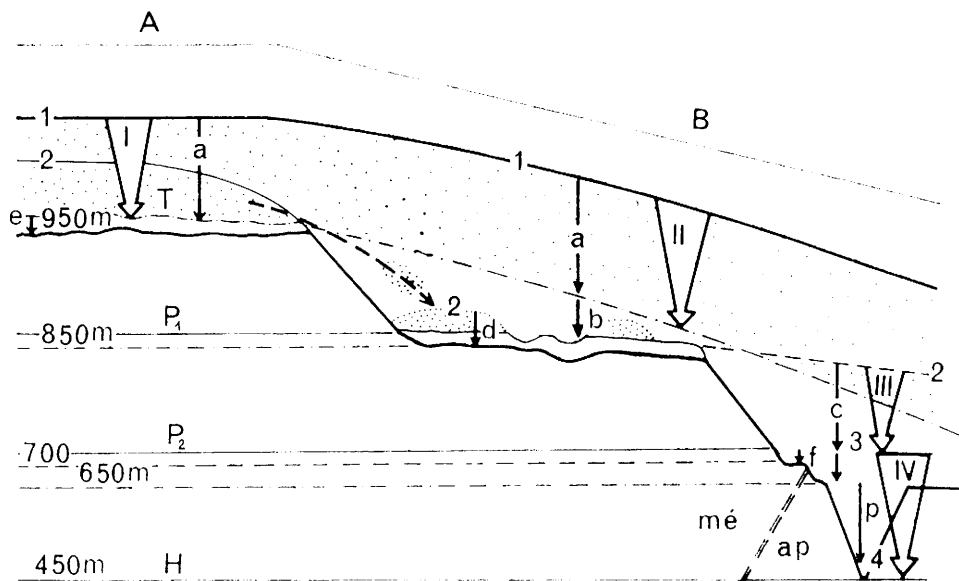
952 m = Virágos-sár-hegy

T = tönkfelszín miocén takaróval

m = mészkő

v = vulkáni közet

E kérdések további bizonyításához a tetőszinti dolinakitöltések adnak majd megerősítő adatokat. Ha a miocén takarók maradványai találhatók meg ezekben a töbrökben, akkor a miocén üledékek környezetben megmaradásának idejéhez kapunk bizonyítékokat. A takaró maradványok a legidősebb dolinák keletkezésekor még feltehetően megvoltak. A dolinák, illetve dolina nemzedékek fejlődése az előbbiek alapján tájékoztatást adhat a miocén takarók utolsó maradványainak korára. A hegység lepusztulási szintjeinek magasságát és korát a 6., 7. ábra, valamint a 3. sz. táblázat mutatja. Itt szerepelnek a lepusztulási idők és kőzetvastagságok, valamint az elegyengetett felszínekkel összefüggő barlangszintek. Kőzetek denudációs ütemét számolhatjuk lapos felszínekre vagy ütemesen felboltozódó területekre, ahol száraz meleg, ill. hűvös száraz klímán lejtőhátrálás folyik. Az eredeti felszínnel párhuzamosan hátráló lejtők lepusztulására a mészkövön megközelítő értékeket határozhatunk meg. Kérdés, hogyan jelentkezik ez a lepusztulás laza tufitos, homokos összleten, amelyben csupán helyenként szerepelnek mészkövek.



6. ábra: A Központi-Bükk és környékének lepusztulási felszínei

#### Jelmagyarázat.

- A = a hegység mai fennsíki része a felboltozódás (kibillenés) során enyhén DDK felé lejtő gömbösüveg felszínrész  
 B = a hegység felboltozódása során a kiemelkedő terület környezetében képződő denudációs felszínek ( $P_1$ ,  $P_2$ )  
 1 = A felboltozódó (megbillenő) tönkfelszín miocén takarói  
 T = eredményvonal a felsőkréta-alsó-eocén középső miocén tönkfelszín mészkövön és agyagpalán  
 2 = 4–5 millió évvel ezelőtti felszínállapot. Kialakult a mai 850–870 m magas idősebb pliocén elegyengetett felszín 10–30 m-rel magasabb elődje. A Bükk-fennsík területén több száz méter vastag miocén takaró van. A  $P_1$  felszín denudált szálfözetére áthalmozódott a miocén üledék a felső szintről

3 = felsőpliocén lepusztulási felszín, magassága 700—650 m jelzése:  $P_2$

4 = pleisztocén-holocén völgybevágódás, a völgyfők 450 m közelében

T = kibontódott tönkfelszín

I. A miocén üledékek lepusztulása kb. 600—800 m

a = 8—10 millió év

II. Miocén üledékek lepusztulása a hegység felboltozódó területén kb. 4—5 millió év

b = 0—200 m mészkő és agyagpala lepusztulása a 850—870 m-es  $P_1$  felszínig kb.

1—2 millió év

III. =  $P_1$  felszín lepusztulása a 700—650 m  $P_2$  (felsőpliocén) egyengetett felszínig

c = kb. 2 millió év

IV. Felsőpliocén ( $P_2$ ) felszín felsőpliocén — pleisztocén, holocén völgybevágódásokkal

p = 2,5—3 millió év

e = a kibontódott tönkfelszín lepusztulása a mai 950 m-es átlag magasságig kb. 1—2 millió év (10—20 m mészkőlepusztulás)

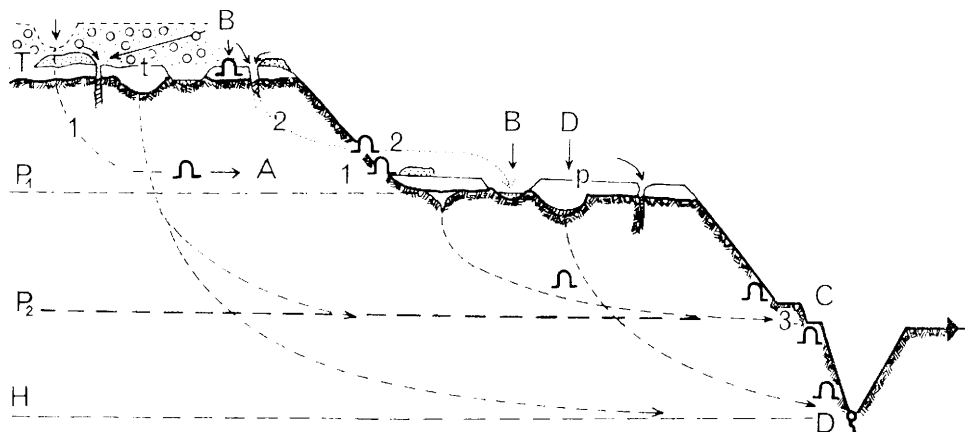
d = ismételten érkező miocén üledékek és mészkő lepusztulása a mai 850—870 méteres szintig 4—5 millió év

f = a fiatalabb pliocén egyengetett felszín lepusztulása mészkővön a mai 700 m-es szintig kb. 2—3 millió év (főleg leniáris erózió)

g = a felsőpliocén  $P_2$  felszín lepusztulása agyagpalán a mai 650 m-es tetőszintig (2—3 millió év) (vonalas erózió dominál)

mé = mészkő

ap = agyagpala



7 ábra: A Központi-Bükk és környezetének lepusztulási felszínei és karsztjelenségeinek megközelítő kora

Jelmagyarázat

T = a felsőrakéta-alsóeocén-középső-miocén tönkfelszín 10—30 m-rel lealacsonyodott maradványa (ma)

$P_1$  = idősebb pliocén egyengetett felszín

t = felsőkréta-alsóeocén-középső-miocén tönkfelszín kibontódás idején

$P_2$  = fiatalabb pliocén egyengetett felszín mai magassága

p = fiatalabb pliocén egyengetett felszín kialakulása idején

H = jelenlegi forrás, illetve forrásbarlang-szint

A szám- és betűjelzések a karszterózióbázisokra nyíló barlangok korát jelzik

1 = a miocén üledékeken keresztül beszivárgó karsztvíz által kialakított 850—870 m-es forrásbarlangszint, amely a  $P_1$  — egyengetett felszínre fakad, valamint a T szint fosszilis eltömődött víznyelői

A = az egyengetett felszín kora alapján 4—5 millió év (fosszilis barlang maradványok)

- 2 = a tönkfelszín takaró maradványaiból lefutó vizek által kialakult forrásbarlangok, víznyelők és idősebb dolinák  
 B = 2—3 millió év  
 3 = a 650—700 m-es fiatalabb pliocén elegyengetett felszínre nyíló forrásbarlangok, tápláló területük a  $P_1$  és a T felszín lehetett  
 C = a  $P_2$  és a H között nyíló forrásbarlangok tápláló területe a hegység valamennyi magasabb jelenkori felszíne  
 D = 2 milliótól a jelen korig.

*A tufitos homokköves, valamint agyagpalás területek önmagával párhuzamosan hátráló lejtőinek lepusztulási üteme* több irányból is megközelíthető. E kőzetek lapos, de emelkedő felszíneinek öt—hétszerese a mészkövek lepusztulásának (Láng S. 1968). Meredek lejtőkre a *mészkőnél feltételeztünk tízszeres* lepusztulást. Ha a mészkő 100 métert hátrál 1 millió év alatt, az agyagpala 500—700 métert, a lazább tufit 800—1000 métert. Ez a számítás mégsem ad megfelelő eredményt a 8—10 km széles elegyengetett felszín ( $P_2$ ) kialakulására a rendelkezésre álló 4—5 millió év alatt. Ezért feltételeznünk kell 2 km/1 millió éves ütemű pedimentációt a pliocén közepétől. Ez évi 2 milliméteres lejtőhátrálást jelent. Laza kőzeteken hátráló lejtőknél elfogadható értéknek tűnik. Corbel 0,2 milliméter (év felszínlealacsonyodást említett a nem mészkövek lepusztulására. Meredek lejtőkön és laza kőzeteken ennek tízszerese reálisan feltételezhető. A mészkőlejtőkre ugyancsak tízszeres lepusztulási ütemet feltételeztünk a lapos felszínekkel szemben.

Így a lejtőhátrálási ütem 2000 m is lehet laza üledéken, 100—1000 m közötti érték mészkő, andezit és más állékonyabb kőzeteken 1 millió év alatt. A kapott értékek jól egyeztetethetők a hegységperem pleisztocén hegyláblépcsőinek és hegylábfelszíneinek szélességével, laza, közepes és állékony kőzeteken, valamint a képződési időt s nem utolsósorban a kiemelkedés ütemét figyelembe véve.

Végezetül ismételten hangsúlyozzuk, hogy a megadott kőzetlepusztulási értékek megközelítő jellegűek, sokszor hipotetikusak. Célunk a bükki felszínfejlődés eseményeit és képződményeit nagy vonásokban időben, valamint kőzetanyag lepusztulásban érzékeltetni, ezen keresztül korábbi geomorfológiai megállapításainkat alátámasztani.

## IRODALOM

- A. Bögli: 1963. A mészkő oldódása. Karszt- és Barlang I. p. 37—39.
- Balázs D. 1963. A karrasztalok jelentősége a karszt-kronológiában. Karszt- és Barlang II. p. 79—82.
- Balázs D. 1963. Karsztgenetikai problémák. Földr. Ért. 4. szám p. 487—494.
- Balázs D. 1964. A karsztos térszinek általános denudációja. Karszt- és Barlangkut. Táj. 9—10. p. 155—168.
- Balázs D. 1964. A vegetáció és karszt-korrózió kapcsolata. Karszt- és Barlang I. p. 13—16.
- Balázs D. 1965. A karszt-korrózió általános kémiai vonatkozásai. Karszt- és Barlang II. p. 51—60.
- Balázs D. 1973. Japán karsztvidékei. Karszt- és Barlang II. p. 17—30.
- Balogh K. 1963. A Bükk hegység és környékének földtani térképe. (M = 1:100 000)
- Balogh K. 1964. A Bükk hegység földtani képződményei. MÁFI Évk. 2. p. 245—719.
- Bulla B. 1954. Általános természeti földrajz II. Budapest. p. 323—324.
- Bulla B. 1962. Magyarország természeti földrajza Budapest.
- Corbel J. 1959. Erosion en terrain calcaire. Annales de Geogr. 3—4. Paris
- Dénes Gy. 1971. A fokozatosan lepusztuló vízzáró takaró szerepe az exhumálódó karszt morfológiai fejlődésében Karszt- és Barlang I. p. 5—8.
- Frisnyák S. 1958. A Bükk-fennsík kialakulása és mai felszíne. Bors. Földr. Évk. 1. p. 14—19. Miskolc
- Frisnyák S. 1970. Bükk útikalauz Budapest p. 27—40.
- Hazslinszky T. 1974. Az Alsó-hegy vázlatos vízháztartási mérlege. Karszt- és Barlang, 1. füzet, p. 11—16. Budapest.
- Hevesi A. 1977. Bükk útikalauz, Budapest, p. 9—48.
- Hevesi A. 1978. A Bükk szerkezet- és felszínfejlődésének vázlata. Földr. Ért. 27. évf. 2. 169—203.
- Hevesi A. 1980. Adatok a Bükk hegység negyedidőszaki ösföldrajzi képéhez. Földt. Közl. 110. p. 3—4.
- Horváth S. 1962. Fedett karrok a Bükkben. Karszt- és Barlang, 1. p. 25—26.
- Horváth S. 1963. A tarkói kőfülke. Karszt- és Barlang Táj. 4—5. p. 79—82.
- Jakucs L. 1964. Geomorfológiai problémák az Észak-borsodi karsztvidéken. Borsodi Földr. Évk. V. p. 12—23.
- Jakucs L. 1968. Szempontok a karsztos tájak denudációs folyamatainak és morfogenetikájának értékeléséhez. Földr. Ért. 1. p. 17—46.
- Jakucs L. 1971. A karsztok morfogenetikája. Akadémiai Kiadó, Budapest. p. 1—310.
- Jakucs L. 1977. A magyarországi karsztok fejlődéstörténeti típusai. Karszt- és Barlang I—II. p. 1—22.
- Jámbor A. 1959. A Bükk-fennsík pleisztocén „vályog” képződményei. Földt. Közl. 3. p. 181—184.
- Jánossy D. 1962. A tarkói kőfülke kutatásának öslénytani eredményei. Karszt- és Barlang. Táj. 4. p. 48—50.
- Jánossy D. 1963. Die altpleistozäne Wirbeltierfauna von Kövesvár bei Répáshuta (Bükk-Gebirge) Nemzeti Múzeum füzetek 55. p. 110—141.
- Kerekes J. 1936. A Tárkányi-öböl morfológiája. Földr. Ért. 64. p. 80—97.
- Kéz A. 1959. A mészkőfelszín pusztulása. Földr. Ért. VIII. évf. 4. füzet, p. 473—481.
- Kordos L. 1976. A speleokronológia elméleti és gyakorlati kérdései. Karszt- és Barlang I—II. p. 15—20.
- Láng S. 1954. Hidrológiai és morfológiai tanulmányok a Bükkben. Hidr. Közl. 34. p. 70—81.
- Láng S. 1963. Természeti földrajzi tanulmányok az Észak-magyarországi Középhegységben. Földr. Ért. 1—2. p. 21—64.
- Láng S. 1964. A Bükk geomorfológiai vázlata. Karszt- és Barlang Táj. 5—6. p. 83—87.
- Láng S.—Miháلتs J.-né—Vitális Gy. 1970. A Miskolc-tapolcai Nagykőmázsa dolináinak morfológiai és földtani vizsgálata. Földr. Ért. XIX. évf. 1. p. 77—85.
- Láng S. 1968. Válogatott fejezetek az általános természeti földrajzból. Tankönyvkiadó, Bp. 1. p. 250—269.
- Láng S. 1971. Hazai karsztok és környékük lepusztulásának egyes kérdései. Karszt- és Barlang 1. p. 1—3.

- Leél—Össy S. 1952. Karrosodás és karros formák. *Hidr. Közl.* 32. évf. 7—8. sz. p. 298—303.
- Leél—Össy S. 1954. A Magas-Bükk geomorfológiája. *Földr. Ért.* 3. p. 323—356.
- Moldvay L. 1969. A neotektonikus felszínalakulás jelenségei a magyarországi közép-hegységekben. *MAFI Evi Jelentése 1969-ről* p. 587—637.
- Peja Gy. 1954. A Bükk kialakulása és mai felszíne. *Természet és Társ.* 113. B.-pest. 480—483.
- Pécsi M.—Sárfalvi B. 1960. Magyarország földrajza. Akadémiai Kiadó, Budapest, p. 155—159.
- Pécsi M. 1963. Hegylábi (pediment) felszínek a magyarországi közép-hegységeinkben. *Földr. Közl.* 88. p. 195—212.
- Pécsi M. 1967. Magyarország Nemzeti Atlasza p. 18—19.
- Pécsi M. 1968. A magyar középhegységek lepusztulásszintjei különös tekintettel a pedimentképződésre. *Magyar Tudományos Akadémia Földrajztud. Kut. Int. Természetföldrajz dokumentáció 7. sz.* Budapest. p. 24—31.
- Pécsi M.—Szilárd J. 1969. Az elegyengetett felszínek főbb kutatási és nomenklaturai problémái. *Földr. Ért.* 2. füzet, p. 153—176.
- Pinczés Z. 1955. Morfológiai megfigyelések a Hór-völgyében. *Földr. Ért.* 145—156.
- Pinczés Z. 1956. A Déli-Bükk és előterének néhány fejlődéstörténeti problémája. *Acta Debreceniensis*, 156. p. 1—12.
- Pinczés Z. 1968. A Bükk hegység tönk- és pediment felszínei. *Term. földr. dok. 7. sz.* MTA FKI p. 32—39.
- Pinczés Z. 1969. Herausbildung der tertiären Oberflächen des Bükk-Gebirges. *Acta Geogr. Debrecina*.
- Pinczés Z. 1970. Planated surfaces and pediments of the Bükk Mountains, *Studies in Hungarian Geography*, 8. Problems of Relief Planation. Akadémiai Kiadó, Budapest, 1970. p. 55—63.
- Pinczés Z. 1971. The Bükk mountains. *Simposium of surface evolution; S<sub>3</sub>. International Geographical Union European Regional Conference, Hungary, 1971.* p. 104—118.
- Pinczés Z. 1976. Climatic conditions of the production of the planation surface. Debrecen, 1976. *IGU moszkvai konferencia.* p. 1—9.
- Pinczés Z. 1980. Production of Planation Surfaces and Their Types as Illustrated on the Examples of a Tertiary Volcanic and of a Mosozoic Mountain of Limestone. *Közl. a Debreceni KLT Földr. Intézetből* 120. p. 5—29.
- Pinczés Z. 1980. Néhány gondolat a Bükk felszínfejlődésével kapcsolatban. *Földr. Ért.* 1980. p. 102—103.
- Radóczy Gy. 1965. A Bükk hegység környéki helvét képződmények mélyföldtani térképe. (M = 1:100 000)
- Sárváry I. 1970. A zsombolygenetika kérdéseiről. *Karszt- és Balrang* I. p. 5—15.
- Székely A. 1972. Az elegyengetett felszínek típusainak rendszere magyarországi példákön. *Földr. Közl.* 2. p. 43—58.
- Székely A. 1972. A magyar középhegyvidék negyedidőszaki formái és korrelatív üledékei. *Földr. Közl.* 2. p. 185—203.
- Tóth G. 1975. A Bükk hegység felszínfejlődési vázlata. *Acta Acad. Agriensis. Eger*, 674. p. 455—478.
- Tóth G. 1976. A Központi-Bükk karszthidrográfiája. doktori értekezés Bp. ELTE.
- Tóth G. 1978. A Központi-Bükk karsztvízmérlege. *Nemzetközi Karszthidr. Szimpózium, Budapest 1978.* p. 219—229.
- Tóth G. 1979. Adatok a Központi-Bükk geomorfológiájához. *Nemzetközi Földrajzi Tudományos Ülésszak, Pécs, 1979. ápr. 20-án elhangzott előadás anyaga (házi sokszorosítás, Pécs 1979.)* p. 108—125.
- Zsombó L. 1970. A vörösgyagok és a felszíni karsztosodás kapcsolata az aggteleki karszt délnyugati részén *Földr. Közl.* 4. sz. p. 281—293.

## ZUSAMMENFASSUNG

Diese Arbeit hat zwei Aufgaben: einerseits annähernde Angaben über den Denudationstakt verschiedener Gesteine des Bükkgebirges zu bestimmen, andererseits verebnete Oberflächen zeitlich zu bewerten und diese zu beweisen.

Auf Grund ausländischer und einheimischer Angaben bestimmt der Verfasser zuerst den Korrosionstakt flacher Kalkoberflächen; im Zentralgebiet des Bükkgebirges hält er — auf Grund der von der Oberfläche und von der Tiefe ausgelösten Stoffe — einen allgemeinen Oberflächeabtragungstakt von 15 m/1 Million Jahre für wahrscheinlich. Neben der Abtragung der steigenden flachen Oberfläche gibt er geschätzte Werte über die komplexe Denudationsabtragung der Kalksteinabhänge von verschiedenen Steilheiten. Diese Angaben führt er — im Zusammenhang mit der Entwicklung der Bergoberfläche — auf. führt er — im Zusammenhang mit der Entwicklung der Bergoberfläche — auf. Die Rückzugsvorgänge und — Takte der Kalksteinabhänge gewweist er durch die Masse und das wahrscheinliche Alter der in den Kalkstein eingeschnittenen epigenetischen Täler und Kalksteintäler mit Bach. Durch die Abtragszeit der zahlmässig bestimmten Gesteinsmasse, sowie durch den Abtragsunterschied zwischen verschiedenen Gesteinen erwägt der Verfasser zeitlich und in ihrem Ausgestaltungsvorgang das mögliche Alter der Abtragflächen. Notwendigerweise interpretiert er im chronologischen Zusammenhang das Alter der auf die verebnete Oberfläche ausdehnenden Quellenhöhlen und bestimmt ihre Ausgestaltungszeit.

Er macht Angaben bekannt, führt Kalkulationen über den Bildungstakt der Dolinen durch und betont bei der Ausgestaltung von diesen das Anwesen des Karstkorrosions-Vorganges, der wesentlich günstiger, als der durchschnittliche ist. Der Verfasser weist darauf hin, dass die Ausgestaltung und der Mass der Doline bei der ständigen Niedrigerwerdung der Kalksteinumgebung durch die grössere Korrosionsintensität ergeben wird. Er teilt Angaben über das wahrscheinliche Ausgestaltungsalter und die Masse der Dolinen mit, falls die Karstkorrosion 2—3-Mal intensiver ist, als die der Umgebung. Er erwägt den abweichenden komplexen Denudationstakt und gibt die Intensität von diesem zahlmässig an. Er bezieht die Feststellungen und die Schlussfolgerungen — im Bükkgebirge — auf konkrete Entwicklungsvorgänge der Oberfläche und auf verebnete Oberflächen des Gebirges. Er bringt Beweise für den Ausgestaltungstakt und das annähernde Alter der verebneten Oberflächen.

Die Zeit, Denudationsintensität und Beschaffenheit der Gesteine zugrunde legend, bestimmt er die abgetragene Gesteindichte. Er beweist die Ausgestaltung und das Alter der verebneten Oberflächen, wodurch die Geomorphologie des Gebirges in grossen Zügen bestimmt wird.

Die Figuren 6 und 7, sowie die Tabelle III der Arbeit geben Zusammenfassung über die Zusammenhänge zwischen verebneten Oberflächen und Karsterscheinungen, ebenfalls über ihr Ausgestaltungsalter, sowie über die Dichte der bis zu unserer Zeit abgetragenen Decke und über die des Felsengesteins.